

Gleccser alapú hóhatár becslések a Páreng-hegységben

László Péter

*Eötvös Loránd Tudományegyetem Természetföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
e-mail: laszlo.peter83@gmail.com*

Bevezetés

„...Penck ama kijelentésének, hogy Közép-Európában a hegyeknek főképp északi és keleti lejtőin csoportosulnak az egykori firngyűjtők és gleccserágyak, talán sehol sem találjuk szebb példáját, mint épen a Párengon.” (Schréter 1908)

A múlt század első éveiben fellendült hazai glaciológiai kutatások egyik úttörője volt Schréter Zoltán. Fent idézett sorai 1908-ban íródtak, amelyek jól illeszkedtek korának dél-kárpáti glaciális geomorfológiai kutatásaiba.

A hegyi kutatások a medencebelső felől a Kárpátok felé irányultak. Az első munkák még az 1880-as években, a Magas-Tátrával foglalkoztak (Roth 1887), ahonnan a súlypont fokozatosan a Déli-Kárpátokba tevődött át. Az 1900-as évekből alig akadt olyan földrajzi témájú folyóirat, amelyben ne találnák ilyen témájú írásokat. Olyan elévülhetetlen nevekkel, mint Lóczy Lajos (Lóczy 1903), vagy Czirbusz Géza (Czirbusz 1904, 1905). Schréter munkájában elkülönítette a glaciális formákat, eredetükre bizonyítékokat keresett és talált. Munkájával megerősítette azt az elképzelést, hogy a Kárpátok nem mindig volt jégmentes térszín, ezt bizonyítandó jégár rekonstrukciókat is készített (Nagy és László in press).

Sok kárpáti terület glaciológiai felmérésére, illetve az adatok feldolgozására már nem kerülhetett sor. (Üdítő kivételnek számít Balogh Ernő Szebeni-havasokról szóló írása 1939-ből.) Az 1960-as évektől román monográfiákban találkozhatunk újra e hegyvidéki területekkel. Ezek szemlélete túlzottan leíró jellegű, tartalmuk pedig meglehetősen hiányos, így a glaciális és periglaciális formák taglalása is ritkán vagy csak vázlatosan kerülnek említésre. Ha megemlégették, akkor is csak elnagyoltan az elemzések és összefüggések teljes hiányával. Azonban nyitva maradt megannyi megválaszolatlan kérdés: hol voltak eljegesedett területek, meddig terjed(t) ezeknek határa, milyen formáik őrződtek meg? Mekkora lehetett a gleccserek kiterjedése, mennyi jeget rejtettek magukban? Milyen múltbeli klíma információkra következtethetünk mindezekből? Hogyan és mikor voltak aktívak e folyamatok? Lehetek-e aktív gleccserek a kis jégkorszak idején? A monográfiák merev szemléletével szakító új magyar hullám a Keleti- és Déli-Kárpátok több területéről publikált új adatokat és keresett választ a fenti kérdésekre (Kern et al. 2004, 2006; Nagy et al. 2004, 2006).

Mivel a kérdések sora roppant hosszú, ezért kerestem olyan mintaterületet, ahol a glaciális felszínformálás egykor meghatározó felszínalakító folyamat volt és az ebbéli vizsgálatok választ adhattak a fenti kérdésekre. A legmagasabb régió még ma is őrzi a glaciális formákat és az eljegesedések nyomait. A szakirodalomban is csak ritkán bukkan fel a Páreng-hegység, ezért is tartottam kiemelten fontosnak e terület glaciális formakincseinek vizsgálatát.

Mintaterület

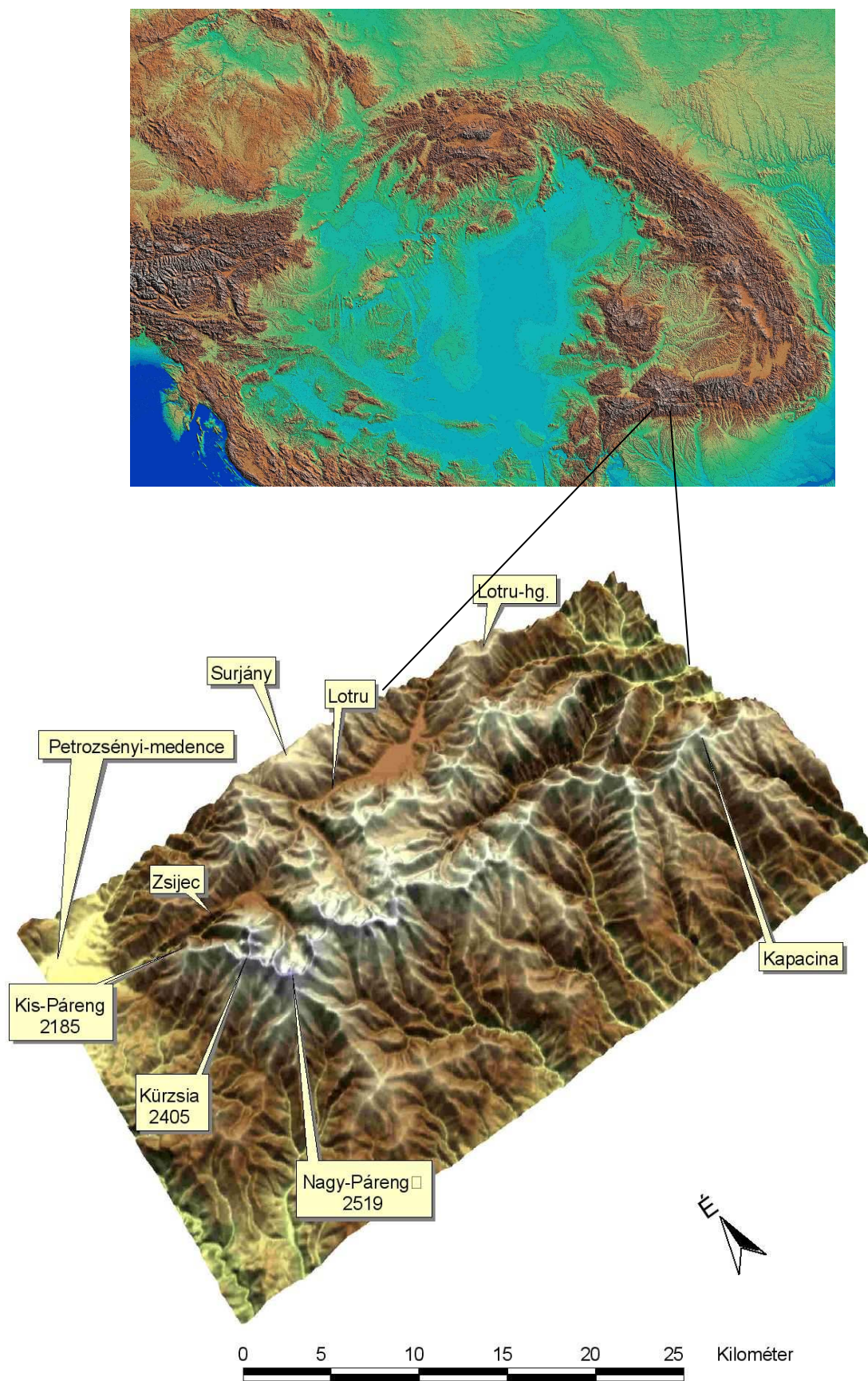
Az Eurázsiai-hegységrendszerhez tartozó Kárpátok földrajzi helyzetéből adódóan sajátos klímájú terület, ami különös jelentőséggel bír mintaterületemen, a déli-kárpáti *Páreng-hegység* egészében is, mivel a pleisztocénben és a holocénben a magasabb régiók (elsősorban

az 1500 m felettiek) el voltak jegesedve (Urdea 2004). A kontinentális jellegeket mutató klíma és az Alpokhoz viszonyított alacsonyabb magasság miatt a jégborítás csak foltokban, a magasabb régiókban jelentkezett. A kárfulkékhez köthető kisebb völgyi-, illetve kárgleccserek a hegységen belül csak foltokban jelentek meg, így azok a hegység előtéri részeit sem borították el (Reuther et al. 2004).

A Prahova völgyétől a Temes–Cserna–Mehádiai-árokig tart a legegységesebb, legnagyobb átlagmagasságú glaciális és periglaciális formakincsekben egyaránt gazdag nyugat–kelet csapású Déli-Kárpátok, ahol a Páreng-hegységcsoporthoz tartozó Páreng-hegység (Muntii Paring) is fekszik (Nagy 2004) (1. ábra). A hegységcsoporthoz két részre osztható. Északi részét a Szebeni-havasok részeként a Kudzsiri-havasok, a Surjány, a Csindrel és a Lotru alkotja, míg déli része a Páreng-, a Kapacina- és a Latorica-hegységből áll (Pinczés 1995). Ezeket hegyközi medencék (pl. Petrozsényi, Hátszegi) választják el egymástól. A Kárpátok e területének hegységei anyagukban és szerkezetükben is különböznek, mégis döntően kristályos és metamorf kőzetekből állnak.

A Déli-Kárpátokban meghatározó tájképi szerepük van a harmadidőszaki tönk- és eróziós felszíneknek. Az 1900-2000 méteren fekvő, a tetőszinteket kijelölő Boreszku-felszín széles, lapos, gypsöznyekkel fedett háta a legmagasabb csúcsokat övezi. Az 1200 és 1500 m közötti Sebes-felszín sűrű erdőkkel, legelőkkel, kaszálókkal, lankás lejtőkkel jellemezhető, míg az 1000 m alatti területeket a Gornovita-felszín dombvidéki lankái kísérik (Nagy et al. 2002).

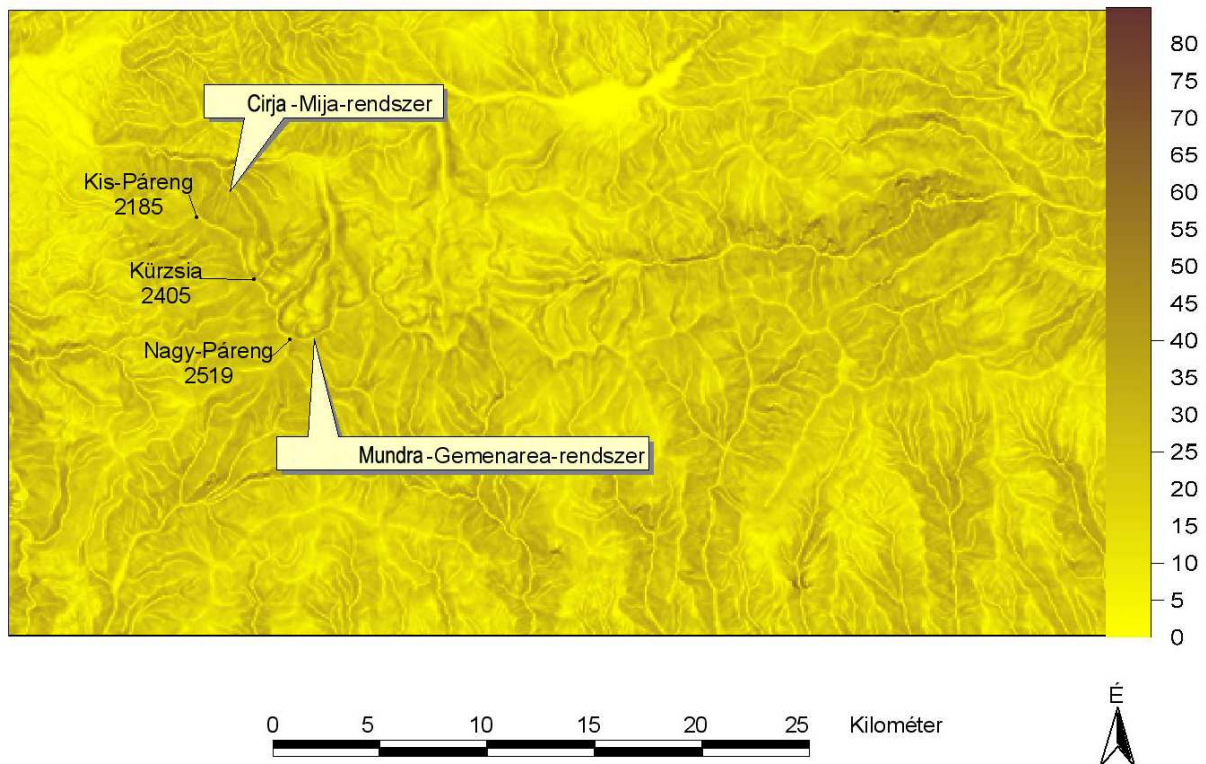
A tanulmányban a Petrozsényi-medencétől délkeletre fekvő Páreng-hegységgel foglalkozom (1. ábra). A 2519 méteres Nagy-Páreng (Parangu Mare) csúcsban tetőző nyugat–kelet csapású főgerincet nyugaton a Zsil völgye határolja, míg keleten a Kapacina-hegységhez kapcsolódik. A gerincet az éles aszimmetria jellemzi. Déli oldala lankás, havasi gyepekkel és aprózott kötőrmelékekkel tarkított, míg északi oldala igazán alpesi képet mutat: meredek falak, jégkorszakban képződött kárfulkék, morénasáncok és tengerszemek uralják a látképet (Nagy 2004). A terület geológiájának különlegessége, hogy az ún. Dunai takaróhoz tartozik, amelynek legszebb, legtípusosabb változata éppen itt található. A központi terület gránitból, granodioritokból, kvarcitból, migmatitból és kristályos palából áll (Pinczés 1995).



1. ábra. A Páreg-hegység helye a Kárpát-medencében. Adatok forrása: SRTM adatbázis.

A terület éghajlata mérsékelt kontinentális jellegű, de a nagy magassági különbségek miatt helyi szinten igen nagy változékonyságot mutat. A hegyi állomások adatai alapján az éves középhőmérséklet a 2505 m-en fekvő Omul-csúcsnál $-2,6^{\circ}\text{C}$, a Szárkőnél 2180 m-en $0,5^{\circ}\text{C}$, míg a Páreng alacsonyabb részén, 1585 m-en $3,4^{\circ}\text{C}$. Ezeken az állomásokon az év öt hónapjában negatív a hőmérsékleti átlag. Az évi átlagos csapadék mennyisége az Omulon 1345 mm, a Szárkőnél 1178 mm, a Párengen pedig 952 mm. 1500 m felett az éves csapadék 40 %-a hó, a hótakarós napok száma 212 nap az Omulon, 190 nap a Szárkővön és 148 nap a Párengen (Urdea és Sarbovan 1995). A hegység éghajlata a szomszédos hegyek miatt annyiban módosul, hogy azok az észak, északnyugat felől jövő csapadék jelentős részét felfogják, ám a déli irányból érkező csapadékos légtömegek – a peremi helyzetből adódó déli nyitottság miatt – könnyen elérik a vonulatot.

A gerinc tekintélyes hossza miatt a hegység teljes területére kiterjedő glaciológiai térképezés rendkívül hosszadalmas lett volna, ezért mintaterületeket jelöltem ki. A kijelölés alapját az SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) adatbázis alapján készített lejtőkategória térkép képezte (2. ábra).



2. ábra. Az SRTM adatbázis alapján készített lejtőkategória térkép a mintaterületekkel. A jobb oldali skála fokban értendő.

A mintaterületek az alábbiak lettek: a Cirja–Mija-rendszer, illetve a Mundra–Gemanarea-rendszer. Választásom azért esett e két területre, mert – mint ahogyan az a 2. ábrán is látható – itt vannak fejlettebb kárfülkék, valamint az idevágó szakirodalom alapján innen lehetett karakteres eredményeket várni, ezenkívül két eltérő morfológiájú völgyrendszeren tudtam alkalmazni a számításokat.

Módszerek

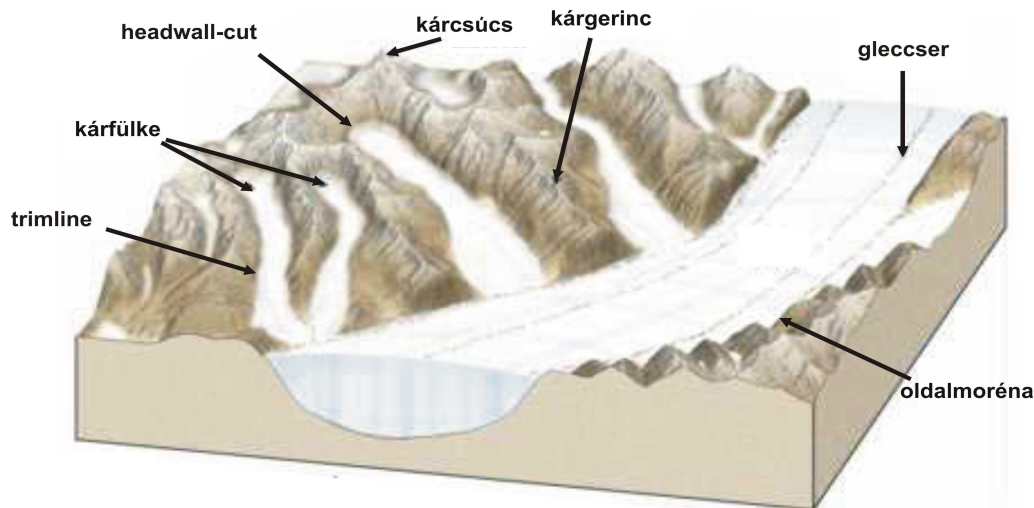
Geomorfológiai térképezés

A terepi vizsgálatok során elsődleges célom egy a glaciális formakincset feltáró GPS-alapú geomorfológiai térképezés volt. Ehhez egy nagy pontosságú kézi GPS-vevő, 1:25 000-es topográfiai térképek, korábbi szakirodalmi adatok, műholdfelvétel és saját, a terepen készített fotók álltak rendelkezésre.

Hegységek hóhatár feletti területein a firngyűjtőkben felhalmozódó hó csonthóvá, majd jéggé alakul és a nehézségi erő hatására a mélyebben fekvő területek irányába mozdul el. E mozgás során átalakítják a völgyeket, koptatják felszínét és sajátos akkumulációs formákat hoznak létre (Borsy 1998).

Az egyik legszembevetőbb forma a cirkuszvölgy, vagy kárfülke, amely nem más, mint egy félgömb alakú, meredek falakkal határolt firngyűjtő medence, melynek átmérője 100 m-től akár több km-ig tarthat. Az eljegesedések előtti felszín a firngyűjtőkben felhalmozódó és onnan kiperéselődő jég hatására gyökeresen átalakul: meredekké és hátrálóvá váló falai révén szélesedik, alja kimélyül. A kárfülkék szélesedése során meredek csúcsok képződnek, amelyeket kárccsúcsoknak, kárpiramisoknak nevezünk. A kárccsúcsokat kárgerincek kötik össze (Borsy 1998). A jégtakaróból kiemelkedő sziklaszirtek a nunatakok, amelyeket a jég csak körbefolyja.

A hazai szakirodalomban kevésbé ismertek a headwall-cut és a trimline elnevezések. Előbbi azon gleccserszéli terepszakasz, ahol a jéglepény egy éles vonal mentén elválik a kárfülke homlokfalától, tehát nem más, mint a jégkitöltés peremét jelző megtörés. Ezen a szakaszon a kifagyásos aprózódás következtében a fal enyhén áthajló lesz – helye megegyezik a Bergschrund (peremhasadék) magasságával. A trimline pedig a headwall-cut völgyi folytatása, általában a lefutó mellékgerinceken található (3.ábra).

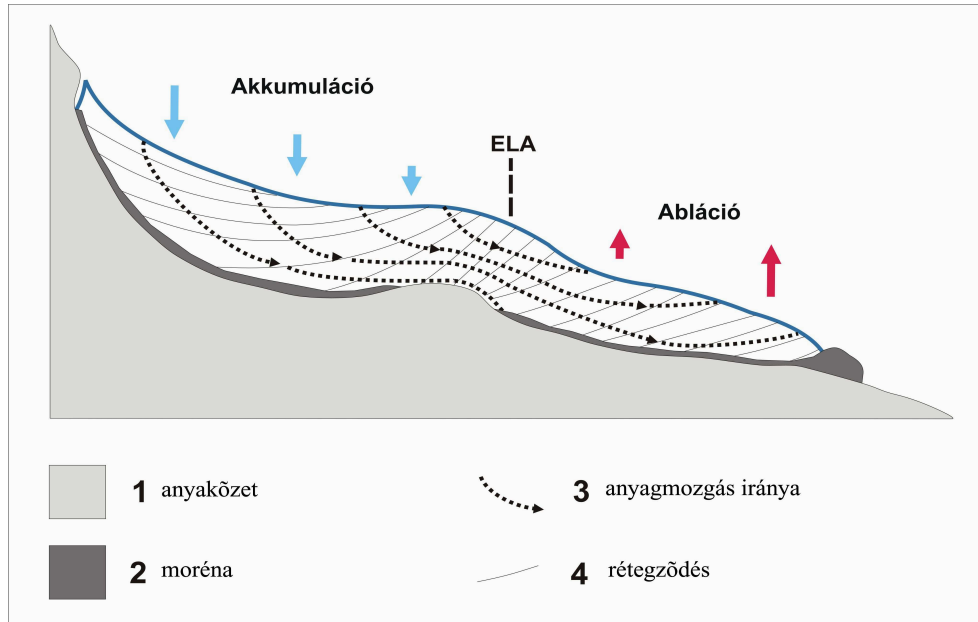


3. ábra. Gleccserhez kötődő formák. Forrás: <http://oz.plymouth.edu> után módosítva

Ha a gleccserjég alatti felszínét vizsgáljuk (4. ábra), akkor általánosan az állapítható meg, hogy az akkumulációs területen a túlmélyítés következtében alakja homorú, mivel a jég valósággal felszántja az alatta levő szálabban álló kőzetet, ezt az eróziós tevékenységet exarációnak nevezik (Borsy 1998; Urdea et al. 2004).

A jég által szállított és lerakott törmelékanyagoknak – a morénának – forrása egyrésztől magának a gleccsernek az eróziója, másrésztől pedig a firngyűjtő sziklafalairól ráomló,

rápergő kőzetanyag. Amikor a gleccser eróziós képessége lecsökken, moréna anyagát lerakja. Számos moréna típus létezik, amely közül legfontosabb az oldalmoréna, a két gleccser találkozásánál képződő középmoréna, illetve a jégnyelv végénél feltorlódó végmoréna (Borsy 1998).



4 ábra. A gleccserjég alatti formák, folyamatok. Reuther et al. (2004) után módosítva.

Szintén fontos paraméter az egyensúlyi vonal magassága (equilibrium-line altitude, ELA), amely egy gleccser felszínének azon kitüntetett pontjaira illeszkedő vonal, ahol a nettó éves akkumuláció egyensúlyban van a nettó éves ablációval (Porter 1975). Az ELA egy gyakran használt mérőszám a gleccserek klimatikus jellemzésében, amelyet a területre jellemző klimatikus hóhatárral lehet azonosítani. A klíma változásával a hóhatár/egyensúlyi vonal helyzete is változik, ezért a pleisztocén/holocén klíma magashegyi változásának kitűnő klímaindikátora. Egyes tanulmányokban pELA szerepel, (p=paleo) ezzel is utalva arra, hogy nem az aktuális, hanem korábbi eljegesedéshez köthető ELA értékről van szó.

A gleccserek felszíne is érdekes képet mutat: az akkumulációs területen enyhén homorú, míg az ablációs területen domborodó (4. ábra) (Borsy 1998; Reuther et al. 2004). A két forma határát az ELA-nál húzhatjuk meg, ahol már megjelennek az oldalmorénák is (Dahl & Nesje 1992).

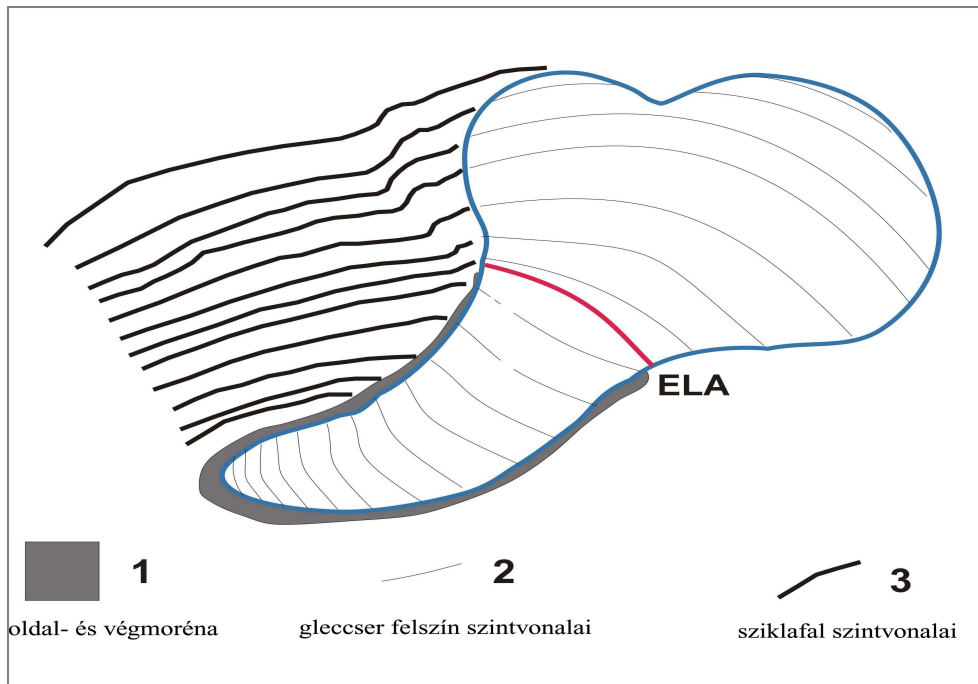
Térinformatikai alkalmazások

A gleccserekre vonatkozó számításokhoz digitális domborzatmodellt (DDM) készítettem. A minél részletesebb felbontás érdekében 1:25000-es léptékű topográfiai térképből 20 méter/pixeles gridet interpoláltam, 10 m-es szintvonalközzel. A teljes térinformatikai környezetet ArcGIS szoftvercsomag képezte.

Egy egykori stádiumhoz tartozó gleccser határainak meghatározásához a terepen mért morénasánc, trimline és headwall-cut magasságokat ráillesztettem a DDM-re. A határok ismeretében ki tudtam jelölni az egyes gleccserterületeket, amelyekhez a valóságot legjobban visszaadó poligont használtam. A kijelölést nagyban segítette egy 5 m/pixel felbontású, a domborzatra simított műholdfelvétel.

Az így kapott területadatokkal megbecsülhettem a hóhatár magasságát. A legegyszerűbb becslés pusztán morfológiai alapon nyugszik, nevezetesen a vég- és oldalmorénák jelölik ki az

ablációs területet, míg az oldalmorénák megjelenési magassága az akkumulációs területhez köthetőek, a kettő határán húzódik a hóhatárt kijelölő ELA (5. ábra).



5. ábra. Egy idealizált gleccser felszíne. Reuther et al. (2004) után módosítva.

A hóhatár magasságának meghatározási módszerei

Egy gleccseren az egyensúlyi vonal magassága megegyezik az adott gleccseren számított tényleges hóhatár magasságával. Mivel ez egy rendkívül fontos klímajelző adat, így első számításait már a XIX. század második felében elvégezték. Az eltérő módszerek László (2007) munkájában kerülnek részletes leírásra.

Itt röviden csak az általam alkalmazott módszereket ismertetem:

1. A **MELM** (maximum elevation of the lateral moraines) módszer lényege, hogy az oldalmorénák csak az ablációs területől származhatnak, mert itt a gleccser áramlási vonalai kifelé, a felszín irányába mutatnak (Dahl & Nesje 1992).
2. A leggyakrabban és legjobb eredménnyel alkalmazható az ún. **AAR** (accumulation-area ratio) módszer (Porter 1975; Dahl & Nesje 1992; Lie et al. 2003 a; Reuther et al. 2004; Kuhlemann et al. 2005; Osmaston 2005; Kerschner 2008), amelynek lényege, hogy a gleccser akkumulációs területe arányban áll annak teljes területével. Az Alpokban alkalmazott leggyakoribb értéke 0,67, ami azt jelenti, hogy a gleccser teljes területének (100%) a felső 67%-a az akkumulációs, míg az alsó 33%-a az ablációs területhez tartozik.

Így tehát az egyensúlyi vonal magassága megegyezik a gleccseren számított hóhatár magasságával. Több völgy hóhatár becslésének értékéből következtethetünk a hegység hóhatárának magasságára.

Eredmények

Glaciális maradványformák

A Páreng-hegység mintaterületének kárfülkéiben a gleccsermaradványok igazán meghatározó domborzati elemek. A térképezés során azokat az eróziós és akkumulációs formákat térképeztem, amelyeknek felhasználásával ki tudtam jelölni az egykori jégkitöltés határát. A

legjellemzőbb formák, a morénák térképezését GPS mérések segítették, amelyek eredményeként több stádiumot sikerült megállapítanom.

Cirja – Mija-rendszer:

A Kis-Páreng a Kürzsia- és a Mija-csúcs által határolt mintaterületen kitűnően nyomozható a glaciális formakincs, amelyek morénák, jégkarcok illetve a sziklafalakon a jég eróziós tevékenységéhez köthető peremi formák (headwall-cut, trimline) (6. ábra). Elsőre nem mindig egyértelműek a formák, mivel azokat a periglaciális folyamatokhoz köthető tömegmozgások átdolgozták, így a gleccser terület számításokhoz azok helyzetét módosítani kellett. A vizsgálatok a völgy legfelső, illetve egy alsóbb, 1 700 m-en fekvő töréslépcsővel határolt részéig terjedtek ki. A felsőbb morénák mindig fiatalabbak, mivel ha egy későbbi, de nagyobb eljegesedés lett volna, akkor annak mindenképpen felül kellett volna írnia az előző stádium(ok) formacsoportjait.

A Cirja-katlan kárfülkéjének felső részében található formák jól megőrződtek, mert fiatalabbak, mint a völgy alsóbb részében lévők és így a periglaciális átformálás – mivel az rövidebb ideig érte – sem volt olyan jelentős. A zárt, északias kárfülkében kisebb méretű, firngyűjtőhöz kapcsolódó kárgleccserek képződhettek (1. kép). Több stádiumhoz tartozó, egymástól jól elkülöníthető moréna generációt térképeztem. Ezek mind jól fejlett oldal- és végmorénák. Külön érdekes az a 2 138 m magas, szálban álló forma, amelyet az ehhez tartozó jégkitöltés idején a jég körbefolyt, ami így korábbi nunatakként állhatott ki a gleccserjégből.

A völgy alsóbb részében a formák jóval hosszabbak, szélesebbek és a periglaciális átmozgatás következtében nem képződési helyükön, hanem annál lejjebb fekszenek. A völgy felsőbb szakaszával szemben itt nagyobb, a völgy alját teljesen kitöltő gleccserek képződtek.



1. kép. A Cirja-katlan felső szakasza, piros színnel jelölve a morénák.

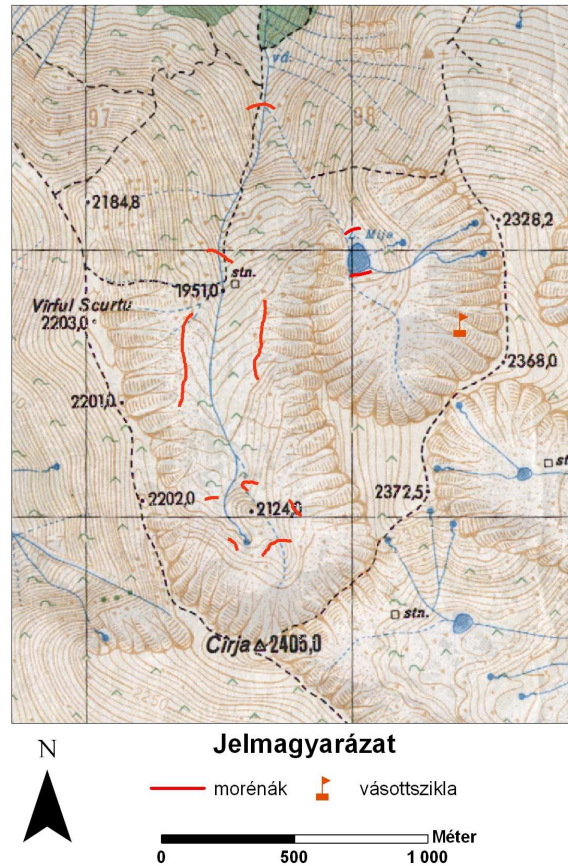
A Cirja-katlantól keleti irányban fekszik a rendkívüli módon fejlett *Mija-katlan*. Bár kiemelkedően intenzív az aprózódás, mégis megőrződött a glaciális formák jelentős része.

Két darab végmorénasánc került térképezésre. A magasabbik a tó felett 2 005 m-en fekvő kb. 70 m hosszú, 15 m magas enyhén ívelt forma, míg az alacsonyabbik egy 1 990 m-en fekvő 85 m hosszúságú sánc.



2. kép. A Mija-katlan felülről nézve, piros színnel jelölve a morénák.

A terepi megfigyelések és a DDM alapján az állapítható meg, hogy a nagyobb eljegesedések idején a jég túlcsordult a katlan peremén és a Cirja-katlan jégfolyamával egyesülve haladt a Zsijec völgye felé.



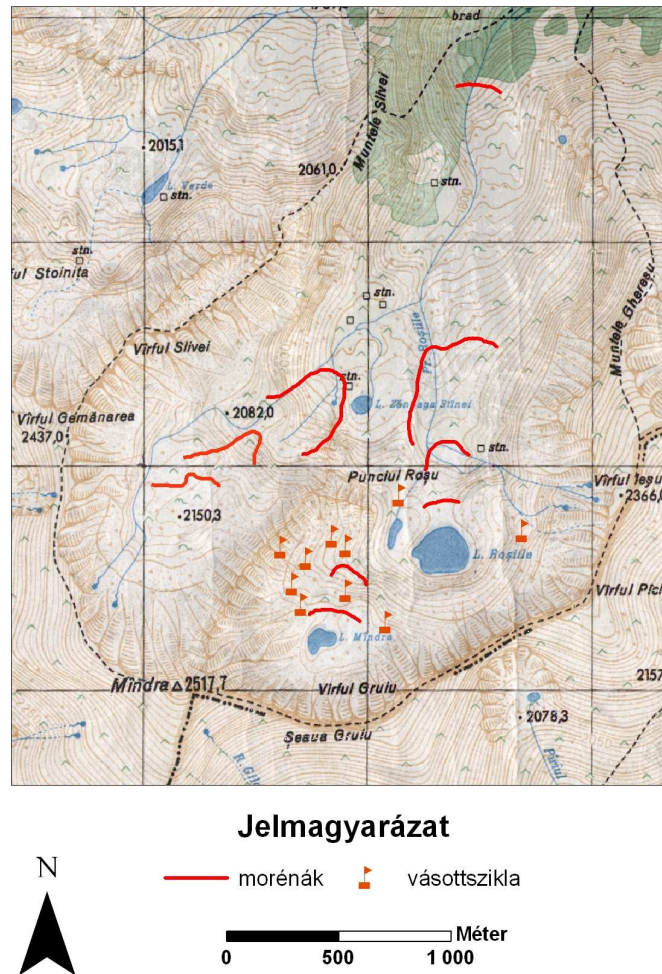
6. ábra. A Cirja – Mija-rendszer pontosított terepi mérései.

Mundra – Gemanarea-rendszer

A hegység legnagyobb, legösszetettebb egykori gleccservölgye ott található, ahol a hegység főgerince déli irányba ívesen hajlik (7. ábra). A morénák, vásott sziklák és jégkarcok mind a glaciális felszínfejlődés iskolapéldái.

A keletebbi Mundra-katlan gyakorlatilag két részre osztható: a kárfülke legfelső, – magasabban fekvő – a Mundra-tóval határos területére, illetve az alacsonyabban, 1 995 m-en elterülő Rosille-tóra és környezetére.

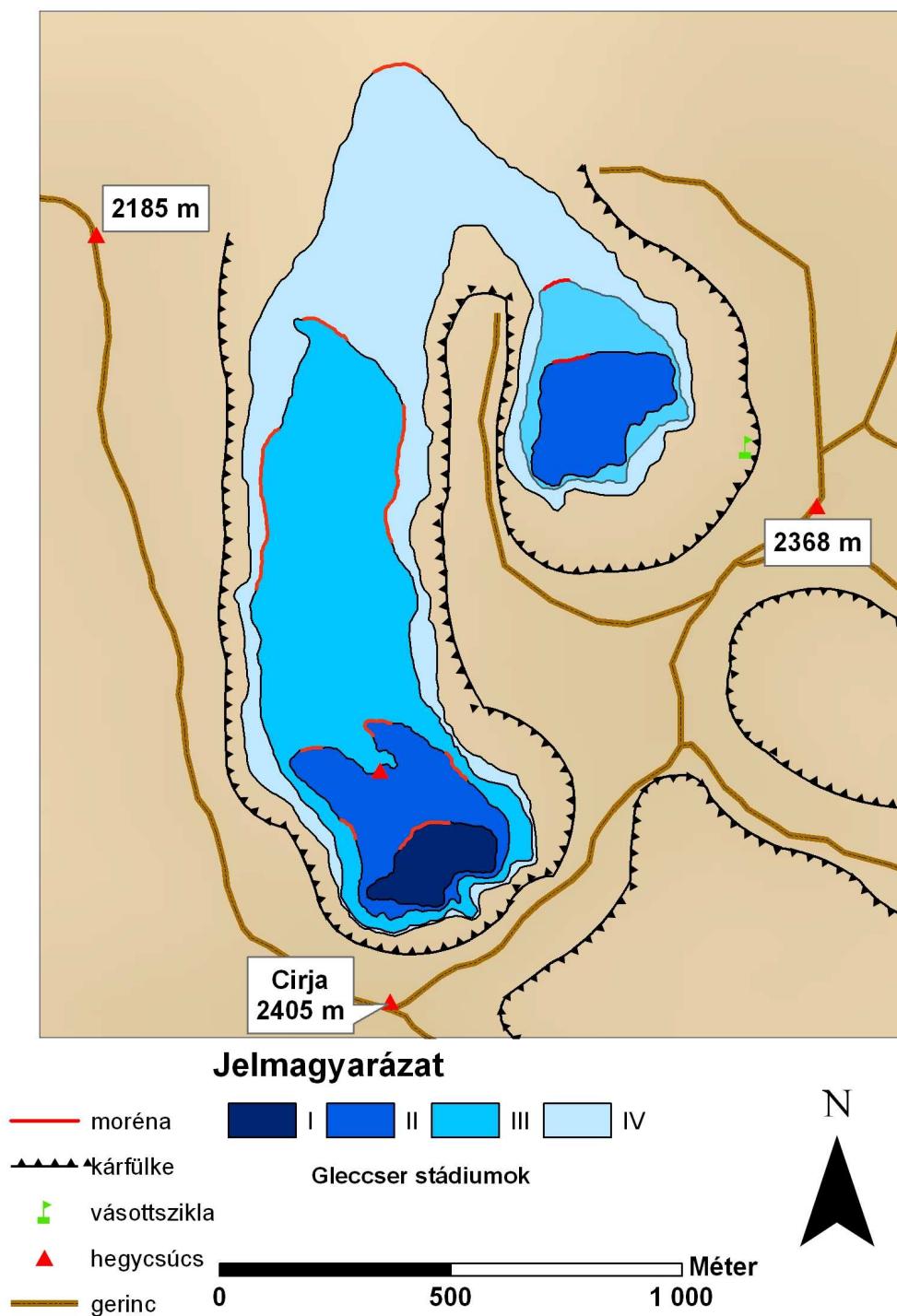
A Gemanarea-katlan kisebb méretű, nem ennyire komplex, mégis a morénák magassága alapján hasonló paleoszintekkel rendelkezik. A formák kijelölésében a GPS-alapú térképezésen túl a DDM-re húzott műholdfelvétel jelentett segítséget.



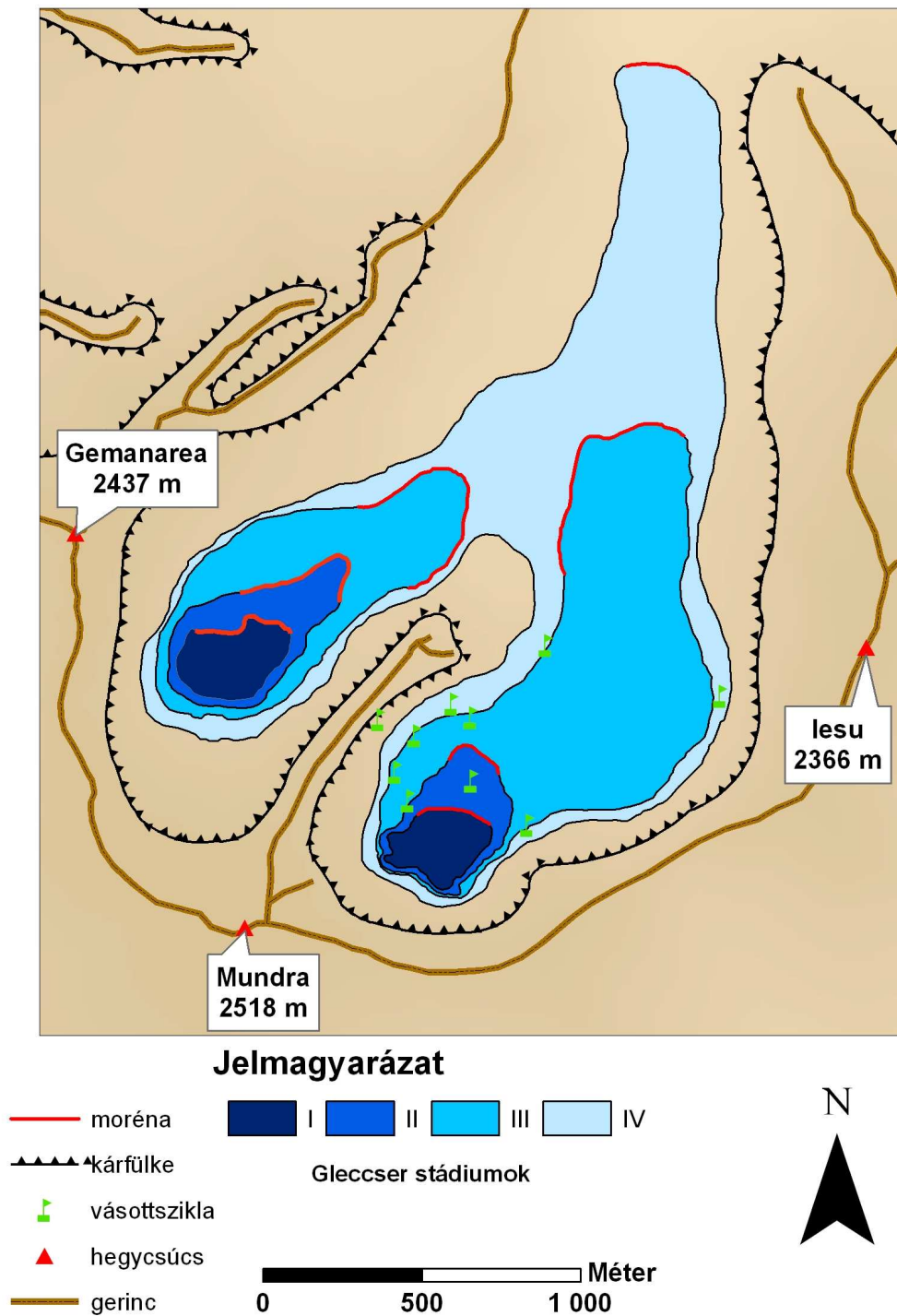
7. ábra. A Munda – Gemanarea-rendszer pontosított terepi mérései.

Gleccser terület és hóhatár rekonstrukciók

A mintaterületen fekvő kárfülkék meghatározó morfológiai elemei az eljegesedések gleccsereinek maradékai, a morénák. E morénák pontosított helyzetének megadásával kijelölhetőek a jégárak határai, amelyek segítségével kiszámolható azok egykori területe (8-9. ábra). A terület és a morénák magassága alapján pedig becsülhető a hóhatár értéke, amely lehetőséget ad egyes völgyek hóhatár értékeinek párhuzamosítására, sőt a hegységi hóhatár becslésére is.



8. ábra. A Cirja – Mija-rendszer jégár rekonstrukciói.



9. ábra. A Mundra – Gemanarea-rendszer jégár rekonstrukciói.

A pontos terület értékeket térinformatikai szoftverrel (ArcGIS) számoltam. A számolás eredményeit az 1. táblázat foglalja össze.

Rendszer	Gleccser állapot	Terület (km ²)	AAR	pELA (m)	Végmoréna magassága (m)	Kitettség
Cirja – Mija-rendszer	Cirja 1 – C1	0,03	0,6	2152	2110	ÉNy
	Cirja 2 – C2	0,11	0,6	2125	2080	ÉNy
	Cirja 3 – C3	0,41	0,67	2045	1930	É
	Mija 1 – M1	0,06	0,6	2090	2005	ÉNy
	Mija 2 – M2	0,11	0,6	2055	1980	ÉNy
	Cirja-Mija 1 – CM1	0,90	0,67	2005	1725	ÉNy
Mundra – Gemanarea-rendszer	Mundra 1 – M1	0,05	0,6	2165	2155	ÉK
	Mundra 2 – M2	0,12	0,6	2145	2080	ÉK
	Mundra 3 – M3	0,75	0,67	2030	1945	EEK
	Gemanarea 1 – G1	0,06	0,6	2155	2145	ÉK
	Gemanarea 2 – G2	0,15	0,6	2135	2050	ÉK
	Gemanarea 3 – G3	0,41	0,67	2060	1960	ÉK
	Mundra-Gemanarea 1 – MG1	2,09	0,67	1960	1690	EEK

1. táblázat

A legkisebb mindössze 0,03 km², míg a legnagyobb közel 70-szer akkora, alpi méretekben is jelentős, 2 km² területű jégár lehetett. Ezek a különbségek klimatikus és domborzati szempontból sem elhanyagolhatóak.

A legkisebb gleccser állapot a C1-gyel jelölt, a Cirja-katlan legfelső részében levő jégfolt esetében figyelhető meg. Ez egy kis méretű, lapos, a kárfülke felső részéhez tapadó kárgleccser volt. Hasonlóan a 3. kép svájci gleccseréhez. Ez az utolsó eljegesedési állapothoz, a kárfülke felső, árnyákos részéhez kapcsolódott.



3. kép. Kárgleccser az Alpokban.

A morénák által igazolható legnagyobb kiterjedést az MG1 állapotban érte el. Ez a 2 km² -nyi terület és a viszonylag szűk völgy tette lehetővé, hogy a nyelv mélyen, 1690 m-ig lenyúljon a völgyben oda, ahol a völgy keresztmetszete a klasszikus U-alakúból a folyóvízi eróziót jelző V-alakúba megy át.

Szintén érdekes képet mutat a völgyek kitettsége (1. táblázat). A jég legjobban ott tudott megőrződni, ahol jelentős volt a hótáplálás, – ennek eredete lehetett hullócsapadékból, illetve lavina és szél általi behordásból – valamint a napsütéstől és így annak hófaló hatásától védett elsősorban északias, keleties kitettségű völgyekben (Milivojević et al. 2008). A C1 állapothoz kötődő kis kiterjedést az északnyugatias, míg az MG1 állapothoz köthető kiterjedést az északkeleties kitettség (is) magyarázza.

A déli oldalak glaciális formákban szegények, hasonlóak az Alacsony- Tátra képeéhez. Magyarázata az, hogy az északias völgyek kevesebb besugárzást kaptak, így azokban kevésbé érvényesült a napsugarak hófaló hatása. A másik a szél irányában keresendő: a délies, csapadékot és szelet hozó légtömegek a havat a gerincen átfújva annak északias oldalán halmozták fel. Az északról jövő szeleket (hasonlóan a Magas-Tátrához) a Párengtől északra fekvő hegyek lefogták.

A hóhatár magasságok (ELA) becslése az egyes gleccsereken, a terület segítségével számított hóhatár értékeket tükrözi. Ezek mind több völgyre kiterjedő átlaga jó közelítést ad az egykori (paleo=p) hóhatár értékekre, a pELA-ra. A dimenzió nélküli AAR arányszámokat Porter (2001) és Dyurgerov (2002) munkái alapján választottam. A kisebb területűekhez 0,6-ot, a nagyobbakhoz 0,67-et (1. táblázat). Ahol az oldalmorénák épek voltak, ott azok megjelenési magassága szolgált az ELA meghatározására.

Bár a legmagasabb (2165 m) és a legalacsonyabb (1960 m) ELA között mindössze 200 m a különbség, ez mégis a területek ismertetésében látott 70-szeres területbeli különbséget eredményezett.

A fentiek tükrében az egyes gleccser állapotok párhuzamosíthatóak. A párhuzamosítás alapját pELA értékek mellett a végmorénák magassága segíti. A legbiztosabb eredményt a morénák korának meghatározásával kaphatnánk. Ehhez a morénák korának leggyakrabban használt módszere a kitettségi kor meghatározása lenne (Ruszkiczay 2004), amelyet a Reteyzát hegységben is sikerrel használtak (Reuther et al. 2007).

Gleccser stádiumok

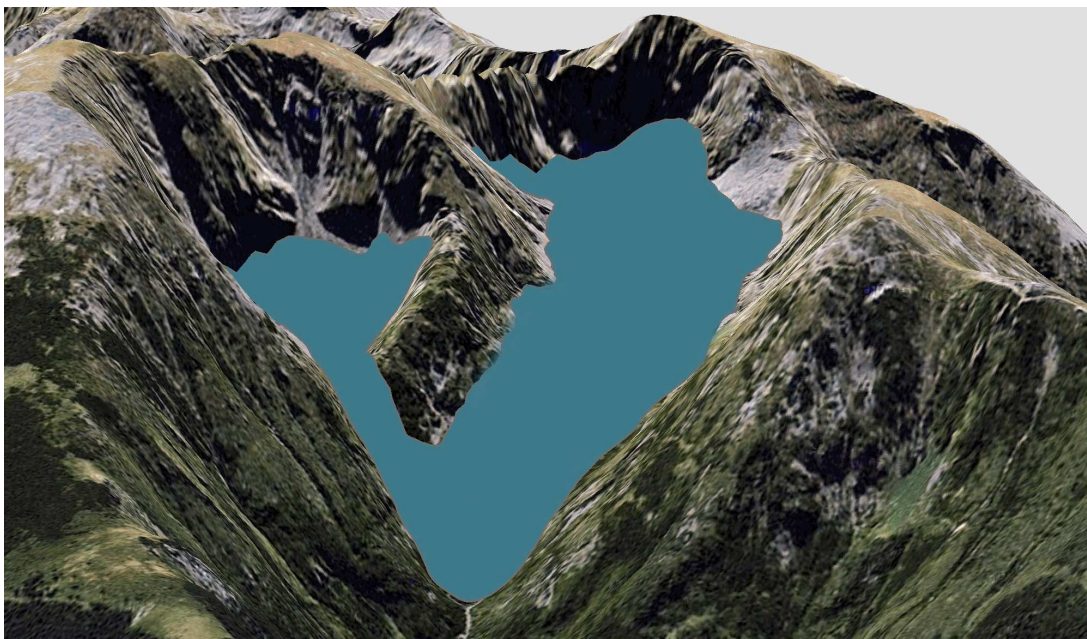
A két nagy rendszer darabonként további két völgyre osztható. Ezt a négy völgyet morfológiájuk, hasonló (északias) kitettségük és a térképezett formáik alapján jól hasonlíthatjuk. Mindkét rendszerben megfigyelhető egy-egy nagy eljegesedési állapot, illetve a Mundra-katlant leszámítva három kisebb méretű eljegesedés. A Mundra-katlanban a többitől eltérő módon három helyett csak két eljegesedésre találtam morfológiai bizonyítékot. Ezek alapján a C1 -G1-M1, a C2-MJ1-G2-M2, a C3-MJ2-G3-M3 és a CM1-MG1 gleccser állapotok megfeleltethetőek egymásnak (2. táblázat).

A becsült pELA értékek közül a III. stádium a retyezati M3 stádiummal párhuzamosítható (2030 m) (Reuther et al. 2007), mely stádium morénáit 11-13 ezer évre datálták kozmogén izotópos módszert alkalmazva, és a legfiatalabb driász globális kronosztratigráfiai szinthez kötötték. A IV. stádium pELA értéke lényegesen magasabban van, mint a 17-16 ezer évesre korolt retyezati M2 stádium pELA értékének becslései - 1770 m (Reuther et al. 2007) és 1848 m (Reuther et al. 2004). Ezek alapján feltételezhető, hogy a IV-es stádium ennél fiatalabb, de az M3-nál idősebb, így esetleg legidősebb driász korú. Ha az M3-III párhuzamosítás helyes, akkor a II-es és I-es stádium morénái a holocénban (~10500 évnél fiatalabb) képződtek.

Stádium	pELA – átlag (m)	Gleccser állapot
I.	2157	Cirja 1 – C1
		Gemanarea 1 – G1
		Mundra 1 – M1
II.	2124	Cirja 2 – C2
		Mija 1 – MJ1
		Gemanarea 2 – G2
		Mundra 2 – M2
III.	2048	Cirja 3 – C3
		Mija 2 – MJ2
		Gemanarea 3 – G3
		Mundra 3 – M3
IV.	1983	Cirja– Mija 1 – CM1
		Mundra– Gemanarea 1 – MG1

2. táblázat

A fenti hóhatár magasságok a jelenlegi hóhatár tükrében lehetnek érdekesek. A Déli-Kárpátokra korábban becsült klimatikus hóhatár ~2900 m (Horedt 1988), ami frissebb adatok alapján a Páreng-hegységben ennél is magasabb, 3065 m (László 2007). Ez azt jelenti, hogy az I-es stádium meglétekor a hóhatár közel 900 m-rel volt alacsonyabban, mint a jelenlegi. A legalacsonyabb hóhatárral rendelkező, IV-es stádium idején a hóhatár ~1080 m-rel lehetett alacsonyabb. Ekkor a hegység a Cirja–Mija- és a Mundra–Gemanarea-rendszerben a 10-11. ábrához hasonló képet mutatott.



10. ábra. A Cirja–Mija-rendszer látványképe IV-es stádiumban. Műholdfelvétel forrása: Google Earth.



11. ábra. A Mandra–Gemanarea-rendszer látványképe IV-es stádiumban. Műholdfelvétel
forrása: Google Earth.

Összefoglalás

A Déli-Kárpátokban fekvő Páreng-hegység mintaterületein az utolsó eljegesedések nyomait vizsgáltam. A gleccserek által hátrahagyott formák legfiatalabbjai a kárfülkékhez köthetően találhatóak, míg a nagyobb és így idősebb gleccsereké a völgyek alsóbb szakaszaiban, minimálisan 1690 m-es magasságában. Pontos koradat jelenleg nem áll rendelkezésre, mégis a szomszédos Retyezát hegység vizsgálatai alapján valószínűsíthető, hogy ezek a gleccserek a kis jégkorszakban már nem léteztek, így a hátrahagyott morénák idősebbek, a holocén korai szakaszához, illetve pleisztocén végéhez, az utolsó eljegesedés maximumánál (LGM) fiatalabb időkre köthetőek. Az egyes gleccser állapotok területeinek felhasználásával hóhatár becslést végeztem az egyes stádiumokra. Ez alapján az állapítható meg, hogy a legutolsó eljegesedés (I-es stádium) idején a mainál 900 m-rel, míg a IV-es stádium idején 1080 m-rel volt alacsonyabban a mintaterületek hóhatárának magassága. A vizsgálat rávilágít arra is, hogy a glaciális formakincs északi-déli aszimmetriájában fontos szerepe van a morfológiai helyzetnek, így a völgyek kitettsége és a környező domborzatnak.

Irodalom

- Balogh E. (1939). Új adat hegyeink eljegesedéséhez és az eljegesedés általános okaihoz. Erdélyi Múzeum, pp. 161-166.
- Borsy Z. (szerk.) (1998). Általános természetföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 293-356.
- Czirbusz G. (1904). A Czáрку hegység. Földrajzi Közlemények, Budapest, pp.143-148.
- Czirbusz G. (1905). A Godján-Gugu hegység. Földrajzi Közlemények, Budapest, pp.190-201.
- Dahl, S. O. – Nesje, A. (1992). Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 94, pp. 87-97.
- Dyrgerov, M. (2002). Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. Occasional paper No.55, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, p. 272.
- Horedt, H. (1988). Rezente und eiszeitliche Schneegrenze in den Südkarpaten. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 24, pp. 167-176.

- Kern, Z. – Nagy, B. – Kohán, B. – Bugya, É. (2006). Glaciological characterization of small palaeoglaci-ers from Călimani Mountains. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 16. pp.35-44.
- Kern, Z. – Balogh, D. – Nagy, B. (2004). Investigations for the actual elevation of the mountain permafrost zone on postglacial landforms in the head of Lăpuşnicu Mare Valley, and the history of deglaciation of Ana Lake – Judele Peak region, Retezat Mountains, Romania. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 14. pp.119-132.
- Kerschner, H. – Ivy-Ochs, S. (2008): Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60. pp. 58-71.
- Kuhlemann, J. – Frisch, W.–Székely B.–Dunkl, M.–Danisik, M.–Krumrei, I. (2005). Würmian Maximum Glaciation in Corsica. *Austrian Journal of Earth Sciences* Vol. 97., Vienna, pp. 68-81.
- László P. (2007). Az utolsó eljegesedések glaciális környezetének rekonstrukciója a Páreg-hegységben – Diplomamunka, ELTE Természetföldrajzi Tanszék
- Lie, O. – Dahl, S. O. – Nesje, A. (2003 b). Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier bulidup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *The Holocene* 13,3, pp. 373-380. Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 138-139, pp. 22-31.
- Lóczy L. (1904). A Retyezát tavairól. *Földrajzi Közlemények*, Budapest, pp.224-233.
- Milivojević, M – Menković, L. – Čalić, J. (2008). Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije (Albanian Alps). *Quaternary International* 190. pp. 112–122.
- Nagy B. – Vofkori L. (2002). A Déli-Kárpátok. In: Karátson D. (szerk.) *Magyarország Földje*, Magyar Könyvklub, Budapest, pp. 426-431.
- Nagy B. (2004). Gerinctűrák a Kárpátokban. *Sziget Könyvesbolt*, Debrecen, pp. 140-232.
- Nagy B. – Kern Z. – Pópa, I. (2006). A periglaciális környezet változásainak elemzése a Kelemen-havasokban, geomorfológiai és dendrokronológiai módszerek alkalmazásával. *Földrajzi közlemények* 130/3-4 pp.155-169.
- Nagy, B. – Kern, Z. – Bugya, É. – Kohán, B. (2004). Investigation of postglacial surface-evolution in the alpine region of the Călimani Mountains – with an outlook to the cirque region of the Rodnei Mountains. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 14. pp.101-118.
- Nagy B – László P. (in press): A Déli-Kárpátok magyar földrajzi feltárói
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 138-139, pp. 22-31.
- Pinczés Z. (1995). Déli-félföld természeti földrajza. *KLTE*, Debrecen, pp. 38-64.
- Porter, S. C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the southern Alps, New Zealand. *Quat. Res. (N. Y.)*, 5, pp. 27–47.
- Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20. pp. 1067-1091.
- Reuther, A. – Urdea, P. – Geiger, C. – Niller, H. P. – Heine, K. (2004). Determining the glacial equilibrium line altitude (ELA) for the northern Retezat Mountains, Southern Carpathians and resulting paleoclimatic implications for the last glacial cycle. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 14., Timisoara, pp. 11-34.
- Reuther, A. – Urdea, P. – Geiger, C. – Ivy-Ochs, S. – Niller, H. P.– Kubik, P. W. – Heine, K. (2007). Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by 10Be exposure ages and pedological investigations. *Quaternary International* 164–165. pp.151–169.
- Roth S. (1887). A Magas Tátra tavai. *Földrajzi Közlemények*, Budapest, pp. 545-568.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. (2004). Kitétségi kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben. *Földtani Közlöny* 134/2. pp. 257-279.
- Schréter Z. (1908). A Páring hegység orográfiai és glaciológiai viszonyairól. *Földrajzi Közlemények*, Budapest, pp. 135-150.
- Urdea, P. – Sarbovan, C. (1995). Some considerations concerning morphoclimatic conditions of the Romanian Carpathians. *Acta Climatologica*, Szeged.
- Urdea, P. (2004). The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, pp. 301-308.